

На правах рукописи

Топтыгин Александр Юрьевич

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ Н₂O И
КОНЦЕНТРАЦИИ CH₄ В АТМОСФЕРЕ ИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ
ПО СПЕКТРАМ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ**

Специальность 01.04.14 – Теплофизика и теоретическая теплотехника

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Екатеринбург – 2007

Работа выполнена на кафедре общей и молекулярной физики и в лаборатории глобальной экологии и спутникового мониторинга Уральского государственного университета им. А.М. Горького.

Научный руководитель: доктор физико-математических наук,
профессор Борисов Сергей Федорович

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук,
профессор Селезнев Владимир Дмитриевич

доктор физико-математических наук,
чл.-корр. РАН Васин Владимир Васильевич

Ведущая организация: Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Защита состоится «12» апреля 2007 г. в 15.00 на заседании диссертационного совета Д 212.286.01 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора физико-математических наук при Уральском государственном университете им. А.М. Горького (620083, г. Екатеринбург, К-83, пр. Ленина 51, комн. 248).

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Уральского государственного университета им. А.М. Горького.

Автореферат разослан

«___» марта 2007 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д 212.286.01,
доктор физико-математических наук,
старший научный сотрудник

Н.В. Кудреватых

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность. Важной проблемой XXI века является накопление парниковых газов в атмосфере и глобальное потепление. Создание адекватных прогностических моделей климатических изменений, вызываемых ростом концентрации основных парниковых газов, в частности из-за масштабной человеческой деятельности [1,2] (утилизация ископаемого топлива, производство цемента, сельское хозяйство и др.) является актуальной задачей. Главным средством изучения климатической системы планеты в части предсказания изменений климата является численное моделирование общей циркуляции потоков тепла и массы в атмосфере и океане. При этом решается задача тепломассопереноса, моделируются явления диффузии, турбулентного переноса, конвекции, конденсации, выпадения осадков, радиационного переноса, взаимодействия атмосферы с поверхностью и др. Одним из центральных направлений развития моделей является более точное описание всех физических процессов, происходящих в атмосфере. Качество моделирования общей циркуляции в существенной мере определяется уточнением параметризации этих процессов, в частности процессов радиационного и фазового переноса тепла в системе «атмосфера – земная поверхность».

Перенос скрытого тепла водяным паром в атмосфере определяется испарением с поверхности, конденсацией в облаках и переиспарением выпадающих осадков. Для количественной параметризации этих процессов важными являются экспериментальные данные о соотношении изотопомеров HDO и H₂O в различных фазах гидрологического цикла. Величина отношения концентраций HDO/H₂O для определённой воздушной массы изменяется только в процессах фазовых превращений и является трассером «силы» гидрологического цикла [3,4]. Поле величины этого отношения, определённое по Земному шару отражает предысторию формирования воздушных масс и характеризует перенос скрытого тепла от экватора к полюсам.

Радиационный теплоперенос в атмосфере определяется содержанием поглощающих ИК радиацию газов: H₂O, CO₂, O₃, CH₄, N₂O и др. Содержание водяного пара в атмосфере определяется температурой поверхности планеты, в то же время существенное изменение количества малых газовых составляющих в значительной степени обусловлено человеческой деятельностью [2], поэтому актуальной является задача глобального мониторинга поля концентраций этих газов. Метан, являющийся одним из основных парниковых газов, высвобождается из естественных и антропогенных источников. Существуют трудности в количественной оценке определения темпов сезонной эмиссии метана из разнообразных биосферных источников. В России – это главным образом болота, особенно обширная болотная экосистема Западной Сибири с располагающимися там объектами нефтегазового комплекса.

Для текущего определения параметров атмосферы в любой точке земного шара или глобальных полей параметров наиболее перспективным является метод термического зондирования атмосферы со спутников [5]. С появлением инфракрасных (ИК) сенсоров высокого спектрального разрешения произошли качественные изменения в информативности спутниковых данных, появилась возможность существенного улучшения детектирования таких малых газовых со-

ставляющих в атмосфере как H_2O и CH_4 , появилась принципиальная возможность определения содержания изотопомеров парниковых газов, в частности изотопомера воды HDO . Поэтому разработка методик определения параметров атмосферы по спутниковым спектрам высокого спектрального разрешения является актуальной задачей.

Целью настоящей работы является получение данных о величине отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ и содержания метана в атмосфере из ИК спектров высокого разрешения теплового диапазона. Для этого решались следующие задачи: разработка методики определения вертикального профиля $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосферном водяном паре из эмиссионных спектров атмосферы, регистрируемых со спутников; получение широтно-высотного распределения величины отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ из эмиссионных спектров атмосферы, измеренных сенсором IMG над районом Тихого океана; разработка и апробация методики определения вертикального профиля $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосферном водяном паре из спектров пропускания атмосферы высокого разрешения; разработка методики для определения полного содержания метана в атмосферном столбе; получение сезонных карт содержания метана в атмосфере из ИК спектров, измеренных сенсором AIRS над районом Западной Сибири; оценка вклада эмиссии метана из болотной экосистемы в общее содержание метана в этом районе и оценка соответствующего дополнительного теплового эффекта.

Методы исследования. Поставленные задачи носят комплексный, междисциплинарный характер и подразумевают решение обратной задачи для уравнения переноса теплового излучения в атмосфере, проведение численных расчетов с использованием ЭВМ, статистический анализ и обработку больших объемов информации (базы данных по параметрам атмосферы, измеренные спектры).

Достоверность результатов работы обеспечивается использованием апробированных физических моделей и готового программного обеспечения для решения прямой задачи переноса теплового излучения в атмосфере, эффективностью применяемых математических методов для решения обратной задачи. Оценка ошибки используемых методов проводилась по схеме замкнутых модельных экспериментов. Сравнение результатов, получаемых данными методами с зондовыми и самолетными измерениями, демонстрирует хорошее согласие. Характер полученного широтного распределения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ совпадает с результатами, полученными другими авторами. Полученные из обработки спектров AIRS результаты по содержанию метана над исследуемой областью согласуются с результатами других авторов.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Обоснование возможности определения вертикальных профилей относительного содержания HDO в атмосфере над океаном с погрешностью до 20% из спектров уходящего теплового излучения Земли высокого разрешения ($\sim 0.1 \text{ см}^{-1}$).

2. Результаты оценки сезонных вариаций содержания метана в атмосфере Западной Сибири $0.57\text{--}0.62 \text{ моль/м}^2$, полученные из спектров уходящего теплового излучения Земли высокого разрешения ($\sim 0.5 \text{ см}^{-1}$), измеряемых сенсором AIRS/AQUA.

3. Методика определения профилей относительного содержания HDO в атмосфере из ИК спектров пропускания высокого разрешения ($\sim 0.002 \text{ см}^{-1}$) при наличии одновременных измерений профилей температуры и концентрации водяного пара, основанная на методе линейной регрессии главных компонент.

Научная новизна работы состоит в следующем:

1. Предложена методика определения вертикального профиля отношения HDO/H₂O в атмосфере из эмиссионных спектров атмосферы, измеряемых спутниковыми сенсорами с высоким разрешением.

2. Из спектров сенсора IMG/ADEOS получены данные о широтном распределении вертикальных профилей отношения HDO/H₂O в атмосфере над океаном.

3. Предложена методика определения вертикального профиля отношения HDO/H₂O в атмосфере из спектров пропускания атмосферы теплового диапазона, измеряемых Фурье спектрометрами наземного базирования с высоким разрешением.

4. Получена оценка вклада природной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере над районом Западной Сибири. Произведена оценка локального теплового эффекта, обусловленного природной эмиссией метана в летний период.

Практическая ценность работы заключается в следующем:

На основе существующих методов обработки спутниковых данных, разработана методика определения вертикальных профилей отношения HDO/H₂O из ИК спектров высокого разрешения и получено широтное распределение профилей HDO/H₂O в водяном паре над районом Тихого океана. Полученные данные используются для верификации моделей общей циркуляции атмосферы (NASA GISS ModelE [3] и ECHAM4 [4]), учитывающих изотопное разделение воды в процессах испарения и конденсации, а также для оценки изменения параметров гидрологического цикла Земли.

Полученные из спектров AIRS данные были использованы для оценки вклада эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере над районом Западной Сибири с координатами 60–67 С.Ш., 60–90 В.Д. и оценки соответствующего дополнительного теплового эффекта.

Разработанное в рамках работы программное обеспечение (утилиты по вычислению весовых функций спектров пропускания, минимизации целевой функции в координатах главных компонент профиля HDO/H₂O) может быть встроено в программный пакет FIRE-ARMS [6].

Личный вклад автора заключается в разработке методик определения вертикальных профилей отношения HDO/H₂O из спектров спутникового сенсора IMG и наземного Фурье спектрометра FTIR; обработке измеренных спектров; получении широтно-высотного распределения отношения HDO/H₂O над океаном; обработке измеренных спектров AIRS, построении карт содержания метана над районом Западной Сибири в период 2004–2005 г.г.; оценке эмиссионного и теплового вклада болотной экосистемы в общее содержание и тепловой эффект метана над исследуемой областью. Обсуждение направления исследований, формулирование задач и обсуждение результатов осуществлялось совместно с

сотрудниками лаборатории глобальной экологии и спутникового мониторинга НИЧ УрГУ В.И. Захаровым и К.Г. Грибановым.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 18 работ (из них 9 статей) и сделано 17 докладов на российских и международных конференциях и совещаниях: IX и X российских конференциях студентов физиков и молодых учёных (Красноярск 2003, Москва 2004); международных симпозиумах стран СНГ «Атмосферная радиация» (Санкт-Петербург 2004, 2006); VI молодежном семинаре по проблемам физики конденсированного состояния вещества (Екатеринбург 2005); Международной конференции «Ракетные двигатели и проблемы освоения космического пространства» (Москва 2003); конференции «Обратные задачи и информационные технологии рационального природопользования» (Ханты-Мансийск 2005, 2006); рабочих совещаниях по проекту ИНТАС CASUS 03-51-6294 (Ханты-Мансийск 2004, Томск 2005, Екатеринбург 2006); Meeting on Stable Water Isotope Model Intercomparison Study (Vienna, Austria 2004); Fourth International Asia-Pacific Environmental Remote Sensing Symposium 2004: Remote Sensing of the Atmosphere, Ocean, Environment, and Space (Honolulu, Hawaii USA, 2004); International ASA-2005 Workshop (Reims, France 2005); Symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy, HighRus-2006, July 18-21, (Nizhny Novgorod – Kazan, Russia 2006 г.).

Работа была частично поддержана грантом РФФИ ЮГРА № 03-07-96836, 2003–2004 г.г., грантом ИНТАС CASUS 03-51-6294, 2004–2006 г.г.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, трех глав, заключения и списка цитируемой литературы. Работа содержит 116 страниц, 40 рисунков, 2 таблицы, список цитируемой литературы включает 150 наименований.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДИССЕРТАЦИИ

В первой главе ставится задача определения отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ и концентрации CH_4 в атмосфере, кратко описан подход численного моделирования циркуляции потоков тепла и массы в атмосфере. Рассмотрены процессы фазового и радиационного переноса тепла в системе «атмосфера – земная поверхность». Описан применяемый в работе подход к процессу переноса ИК радиации в атмосфере, изложена идея подхода к определению параметров атмосферы из ИК спектров высокого спектрального разрешения. Приведены формализмы прямой и обратной задачи в теории переноса излучения, кратко рассмотрены методы регуляризации по Тихонову и статистической регуляризации. Отмечаются основные сложности применения этих методов для решения обратной задачи.

В основе численных климатических моделей лежит задача тепломассопереноса в системе «солнце – атмосфера – земная поверхность» [7]. Основные механизмы переноса тепла в этой системе – радиационный перенос, фазовый перенос тепла водяным паром, турбулентный теплообмен.

Скрытое тепло переносится с поверхности морей и океанов в атмосферу водяным паром и высвобождается в процессах его конденсации или кристаллизации. Приток и сток фазового тепла в атмосфере зависит от изменения концентрации водяного пара, определяемого как:

$$\frac{\partial N_{H_2O}}{\partial t} = (F - C) + E, \quad (1)$$

где E – испарение с поверхности; C – конденсация в облаках; F – переиспарение падающих осадков. Природная вода состоит из основного изотопомера H_2O и нескольких неосновных изотопических модификаций, в частности, HDO . При одинаковой температуре, давления насыщенных паров молекул H_2O и HDO различны, поэтому при любом фазовом превращении происходит изменение изотопного соотношения в газообразной фазе по сравнению с жидкой или твёрдой фазой. Изотопный состав водяного пара или осадков принято выражать в единицах промилле (‰) по отношению к океанической воде:

$$\delta HDO = (R / R_0 - 1) \cdot 1000, \quad R = N_{HDO} / N_{H_2O}, \quad R_0 = 3.1069 \cdot 10^{-4} \quad (2)$$

где R, R_0 – распространённости изотопомера HDO в образце и в океанической воде; N_{H_2O}, N_{HDO} – концентрации молекул воды основного изотопомера и HDO . До недавнего времени изучение изотопного состава атмосферной воды производилось только посредством масс-спектрометрического анализа выпадающих осадков. Экспериментальные данные об изотопном составе атмосферного водяного пара в значительной степени проясняют качественное и количественное описание процессов испарения, конденсации и переиспарения воды в моделях общей циркуляции.

Плотность радиационного потока в атмосфере зависит от вертикальных профилей температуры, давления, концентраций поглощающих ИК-излучение газов. В приближении локального термодинамического равновесия уравнение распространения теплового излучения в безоблачной слабоаэрозольной атмосфере имеет вид [8]:

$$dW_\nu = -K_\nu W_\nu dz + K_\nu B_\nu dz, \quad (3)$$

где ν – волновое число, W_ν – спектральная плотность яркости излучения, dz – толщина атмосферного слоя, K_ν – коэффициент поглощения компонентами атмосферы, B_ν – функция Планка для излучения чёрного тела. Для сферической слоистой атмосферы решение (3) для уходящего с Земли излучения W_ν^{up} принимает вид:

$$W_\nu^{up} = \left(\varepsilon_\nu B_\nu(T_s) + (1 - \varepsilon_\nu) W_\nu^{down} \right) P_\nu + \int_0^H K_\nu B_\nu \exp \left(- \int_h^H K_\nu \sec \theta dh' \right) \sec \theta dh, \\ W_\nu^{down} = \int_0^H K_\nu B_\nu \exp \left(- \int_0^h K_\nu \sec \theta dh' \right) \sec \theta dh, \quad (4) \\ \tau_\nu = \int_0^H K_\nu \sec \theta dh, \quad P_\nu = \exp(-\tau_\nu),$$

где ε_ν, T_s – излучательная способность и температура поверхности, H – верхняя граница атмосферы, W_ν^{down} – спектральная плотность яркости излучения атмосферы вниз, $\theta(h)$ – зенитный угол наблюдений или угол сканирования; τ_ν, P_ν – оптическая толщина и функция пропускания атмосферы. Поток теплового излучения атмосферы, направленный к поверхности (противоизлучение) рассчитывается ин-

тегрированием W_v^{down} по ИК–диапазону волновых чисел и по телесному углу верхней полусферы:

$$F^{rad} = \int_{\Omega} \int_0^{3000} W_v dv d\theta, \quad (5)$$

Несмотря на малый относительный вклад метана в общую постоянную составляющую потока F^{rad} , его парниковый потенциал больше, чем потенциал двуокиси углерода, поэтому вклад метана в переменную составляющую парникового эффекта значителен, и определение его современного содержания и мониторинг накопления в атмосфере является актуальной задачей [9].

Задача определения параметров атмосферы из функционалов излучения (4), называемая обратной в теории переноса излучения, в общем случае является некорректной. Для ее адекватного решения привлекается дополнительная информация, используются методы регуляризации [10]. В случае анализа спектров высокого разрешения вычислительные трудности обусловлены большой размерностью обратной задачи: в пространстве измерений – число спектральных каналов, в пространстве решений – число узлов высотной сетки, умноженное на число восстанавливаемых вертикальных профилей. При анализе спектров высокого разрешения обратная задача становится существенно переопределенной – размерность пространства измерений в 10–100 раз и более может превышать размерность пространства решений.

Во второй главе описана методика определения вертикальных профилей температуры, концентрации водяного пара и отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ из спектров яркости уходящего теплового излучения, измеряемых с высоким спектральным разрешением современными сенсорами спутникового базирования. При решении обратной задачи используются: метод ортогональных разложений для сжатия спектральной информации и уменьшения размерности искомого вектора; метод наименьших квадратов. Апробация методики проводится на спектрах спутникового сенсора IMG, в результате впервые получено широтно-высотное распределение вертикальных профилей отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ над Тихим океаном. Также описана методика определения вертикальных профилей отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ из ИК спектров пропускания атмосферы теплового диапазона, приведены результаты по обработке данных наземного спектрометра FTIR, расположенного на Аляске.

Сенсор IMG (Interferometric Monitor for Greenhouse Gases) измерял спектральную плотность яркости излучения в диапазоне длин волн 3.3–16.6 мкм ($600\text{--}3030\text{ см}^{-1}$) с разрешением около 0.1 см^{-1} и имел шумовой эквивалент яркости в пределах $0.020\text{--}0.035\text{ мВт/см}^2\text{см}^{-1}\text{ср}$. Несмотря на относительно короткое время его функционирования с ноября 1996 по июль 1997, данные, полученные прибором IMG со спутника ADEOS, имеют большую научную и практическую ценность. Геометрия наблюдения атмосферы сенсором IMG – в надир. Ввиду практического отсутствия данных об относительном содержании HDO в атмосфере над океаном, объектом исследования в данной работе был район Тихого океана (60 Ю.Ш.–60 С.Ш., 130–170 З.Д.). Из всех спектров IMG, полученных за период его функционирования, были отобраны спектры, измеренные над этим

районом в условиях чистого неба. Методика определения «безоблачных» спектров над водной поверхностью была основана на анализе спектральной зависимости яркостной температуры в окнах прозрачности атмосферы в интервале 830–1200 см⁻¹. Для отобранных таким образом дневных спектров IMG проводился дополнительный скрининг облачности по данным сенсора изображения в видимой области OCTS (Ocean Color Temperature Scanner) с борта того же спутника. Всего в выборку попали 1022 спектра.

Величина δHDO зависит от концентраций изотопомеров воды H₂O и HDO (2). Для определения концентраций этих газов из ИК спектров обязательным шагом является определение поверхностной температуры и вертикального профиля температуры. Для восстановления профилей δHDO сначала решались задачи восстановления поверхностной температуры, вертикальных профилей температуры и концентрации водяного пара. Остальные параметры, участвующие при вычислении яркости в надир (4) (давление, концентрации всех газов кроме H₂O) дополнялись из стандартной модели атмосферы. Излучательная способность поверхности соответствовала океану.

Для восстановления температуры (поверхности и вертикального профиля) использовались интервалы: 817–822, 680–685, 714–717, 723–727, 760–765 см⁻¹, для восстановления профилей концентрации водяного пара основного изотомера и HDO использовался интервал 1190–1220 см⁻¹, содержащий линии поглощения этих газов. В работе применялся метод наименьших квадратов – подгонка измеренного и расчетного спектров в выбранных спектральных интервалах при варьировании параметров, которые нужно определить. Использовалась целевая функция вида:

$$J(x) = \sum_{i=1}^m [W_i^{obs} / W_i^{calc}(x) - W_i^{calc}(x) / W_i^{obs}]^2, \quad (6)$$

где W_i^{obs} , W_i^{calc} – измеренный и расчётный спектры; m – число спектральных каналов; x – искомый параметр. Минимизация (6) проводилась методом сопряжённых градиентов по алгоритму Флетчера-Ривза.

На рис. 1 представлены наборы весовых функций прямой модели, определяемых как:

$$A_{ij} = \partial W_i^{calc} / \partial x_j, \quad (7)$$

где x_j – восстанавливаемый параметр в j -ом узле высотной сетки. Положение максимума i -ой весовой функции показывает, на какой высоте изменение параметра дает максимальный вклад в изменение спектра в i -ом канале.

Набор весовых функций температуры достаточно равномерно и плотно покрывает весь высотный интервал и восстановление профиля температуры не вызывает особых трудностей. Для решения обратной задачи по определению профилей атмосферных параметров и одновременного уменьшения ее размерности в работе использовался метод главных компонент (МГК), согласно которому искомый вектор можно представить в виде разложения по собственным векторам масштабированной ковариационной матрицы:

$$\begin{aligned} \mathbf{x} &= \sum_{i=1}^l c_i V_i, \quad \mathbf{x} = S_{\varepsilon x}^{-1/2} (x - m_x), \quad G V_k = \lambda_k V_k, \\ G &= S_x S_{\varepsilon x}^{-1}, \quad S_x^{ij} = \frac{1}{l-1} \sum_{k=1}^M (x_k^i - m_x^i)(x_k^j - m_x^j), \quad i, j = 1..n, \end{aligned} \quad (8)$$

где \mathbf{x} – масштабированный искомый вектор; $S_{\varepsilon x}$ – ковариационная матрица ошибок x ; m_x , S_x – средний вектор и выборочная ковариационная матрица, рассчитанные по набору векторов x , известных заранее; M – число векторов в наборе; c_k – коэффициенты разложения или ГК; λ_k , V_k – набор собственных значений и векторов обобщённой ковариационной матрицы G ; l – число ГК, используемых в разложении; n – размерность x . Ограничивая ряд (8) несколькими первыми членами и сводя задачу к нахождению коэффициентов разложения, можно понизить размерность задачи, что эквивалентно поиску решения на множестве гладких функций.

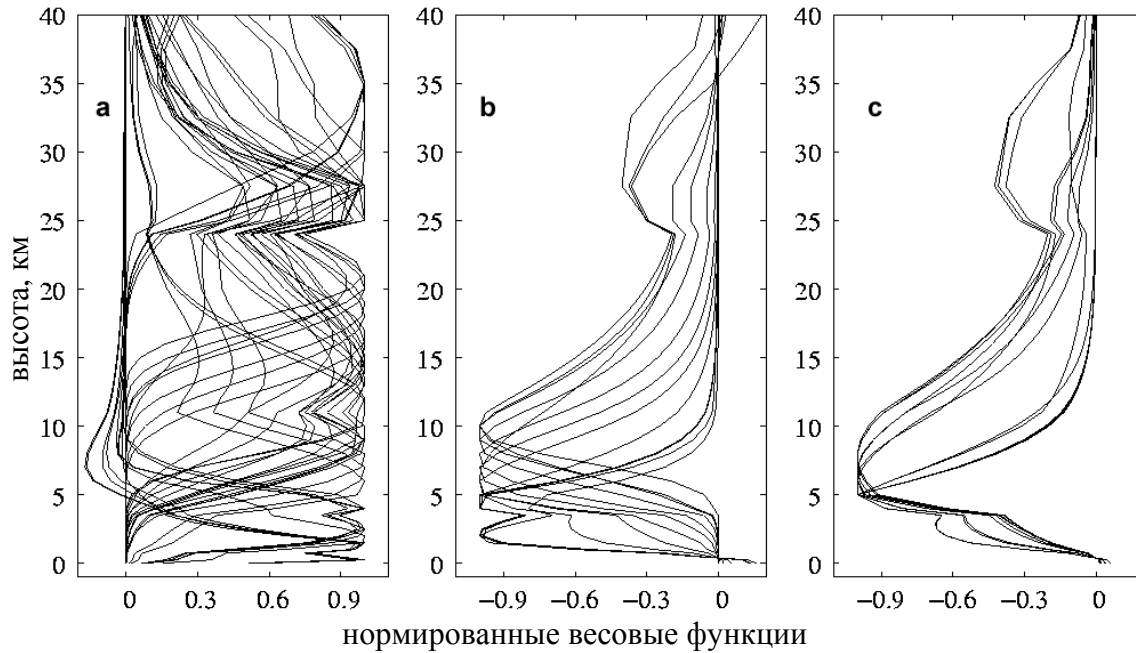


Рис. 1. Наборы прореженных нормированных весовых функций прямой модели: а) температуры в интервалах 680–685, 714–717, 723–727, 760–765 см^{-1} ; б) концентрации водяного пара основного изотопомера и в) изотопомера НДО в интервале 1190–1220 см^{-1} .

Согласно работе [11], использование матрицы G вместо S_x в (8) дает удобный критерий выбора достаточного числа ГК, используемых в разложении:

$$n^{-1} \sum_{k=l+1}^n \lambda_k \leq 1, \quad (9)$$

при этом величина λ_k интерпретируется как отношение дисперсии ГК к дисперсии шума в направлении соответствующего собственного вектора V_k , то есть отношение «сигнал – шум».

В качестве априорной информации для построения выборочных ковариационных матриц в данной работе были использованы данные модели общей циркуляции атмосферы NASA GISS ModelE [4], учитывающей изотопное разделение воды. Они представляют собой глобальный пространственно временной набор

метеорологических состояний атмосферы, каждое из них включает: поверхностное давление, профили температуры, концентрации водяного пара и δHDO . Пространственное покрытие земного шара выполнено с шагом 4^0 по широте и 5^0 по долготе, то есть одномоментное покрытие планеты описывается набором из ~3300 точек на географической сетке. Временное покрытие выполнено с шагом 3 часа, и годовой набор глобальных состояний насчитывает ~2800 засечек. Формирование априорных наборов атмосферных параметров сводится к выборке из полного набора модельных данных только тех, которые соответствуют исследуемому географическому району и времени измерения спектров.

Для проведения модельных расчетов спектров яркости и пропускания использовались выражения (4), рассчитываемые в ПО FIRE-ARMS [6]. Для вычисления коэффициентов поглощения в этой программе используется метод «line-by-line», спектроскопическая база данных HITRAN-2004 [12], модель континуума MT_CKD для водяного пара [13].

Процедура определения вертикального профиля δHDO из спектров IMG состояла из следующих этапов:

1) Формирование начального состояния атмосферы: из подготовленного набора атмосферных состояний выбираются ближайшие по координатам и времени к обрабатываемому спектру, и проводится их аппроксимация. Результатом являются профили температуры, концентрации водяного пара и δHDO .

2) Начальная оценка профиля водяного пара: из интервала $1190\text{--}1220\text{ см}^{-1}$ выбраны узкие спектральные интервалы, в окрестностях центров линий H_2O , и восстанавливается профиль воды путём его варьирования из начального состояния как целого (т.е. варьирования множителя, на который умножается начальный профиль).

3) Определение температуры поверхности и выбор начального приближения: проводится восстановление температуры поверхности в интервале $817\text{--}822\text{ см}^{-1}$. Затем производится повторное формирование начального состояния – из набора атмосферных состояний выбираются ближайшие по температуре (в приземном слое) к найденной температуре поверхности и проводится их усреднение.

4) Уточнение профиля температуры: с использованием спектральных интервалов, содержащих линии CO_2 , производится восстановление профиля температуры.

5) Восстановление профиля водяного пара основного изотомера и δHDO в интервале $1190\text{--}1220\text{ см}^{-1}$ и расчет относительного содержания дейтерия в целом по атмосферному столбу:

$$\delta HDO^* = \int_0^H N_{H_2O}(h) \cdot \delta HDO(h) dh \times \left(\int_0^H N_{H_2O}(h) dh \right)^{-1}. \quad (10)$$

Эта величина достаточно информативна и удобна для представления горизонтального распределения относительного содержания дейтерия в атмосфере.

Определение всех искомых вертикальных профилей происходило единообразно – подгонка измеренного и модельного спектров (в соответствующих интервалах) путём минимизации целевой функции (6) в координатах ГК. По этой схеме была обработана вся серия спектров IMG с целью получения широтного распре-

деления относительного содержания дейтерия в вертикальных профилях водяного пара и в целом по атмосферному столбу (рис. 2).

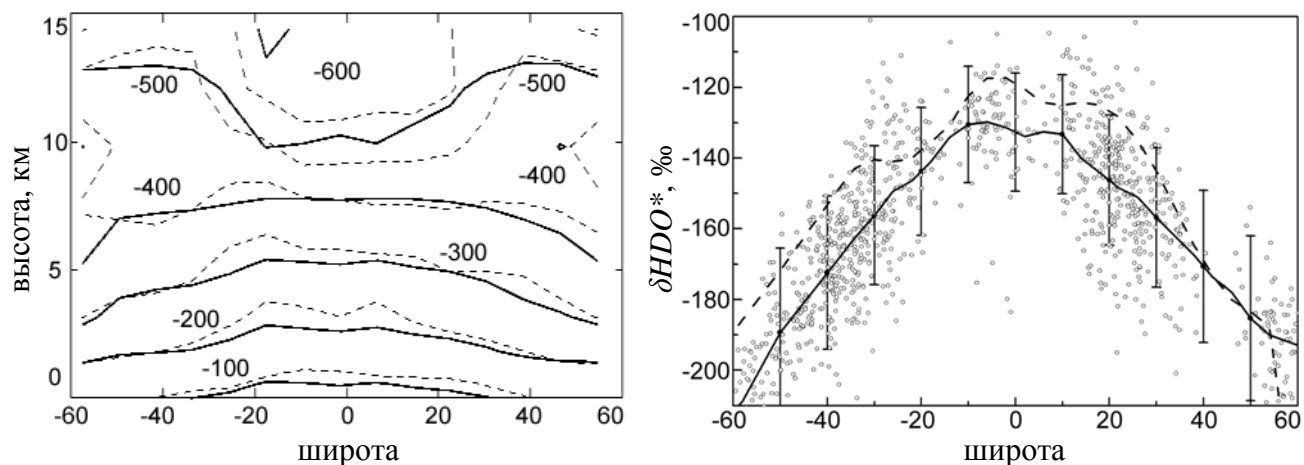


Рис. 2. Широтное распределение вертикального профиля δHDO (слева) и величины δHDO^* (справа) в атмосфере, полученное в результате усреднения по долготе данных обработки спектров IMG/ADEOS, измеренных над районом Тихого океана (65 Ю.Ш.–65 С.Ш., 130–170 З.Д.) в период с ноября 1996 по июль 1997. Пунктиром проведены данные модели общей циркуляции атмосферы для этого региона и рассматриваемых сезонов.

Полученные значения δHDO качественно и, в пределах погрешности, количественно повторяют изолинии данных модели NASA GISS ModelE (рис. 2, слева). Интегральная величина δHDO^* (рис. 2, справа) согласуется с модельными данными в пределах погрешности метода.

Оценка ошибки методики производилась по схеме замкнутых модельных экспериментов:

1) из априорного набора была сделана выборка профилей атмосферных параметров, для них рассчитаны фрагменты IMG – подобных спектров и добавлен случайный шум, распределённый по нормальному закону около нулевого среднего и с дисперсией, соответствующей измеренным спектрам IMG;

2) получившиеся спектры были обработаны по описанной методике, затем производилось сравнение восстановленных профилей и начальных.

В результате получены оценки среднеквадратичных ошибок определения вертикальных профилей температуры, концентрации водяного пара и δHDO (рис. 3). Средняя ошибка для величины δHDO^* составила не более 20%.

Для сравнения атмосферных параметров, получаемых по описанной методике, с прямыми метеорологическими наблюдениями использовалось одно зондовое измерение с близкими пространственными и временными координатами (29.01.1997, 19.72 Ю.Ш., 155.07 З.Д., 00:00 UTC) к координатам измеренного спектра IMG (28.01.1997, 20.46 Ю.Ш., 154.58 З.Д., 21:14 UTC). На рис. 4 показаны вертикальные профили температуры и концентрации водяного пара, полученные зондом и из обработки соответствующего измеренного спектра IMG. Зондовые значения температуры слегка завышены в нижней тропосфере – это может объясняться тем, что спектр IMG был измерен утром, а зондовые измерения проводились над данной областью днем, примерно на три часа позже. Отклонение профилей концентрации водяного пара составляет около 10% на участке

нижней тропосферы. Выше 15 км отклонение составляет более 40%, однако концентрация водяного пара на этих высотах очень низка.

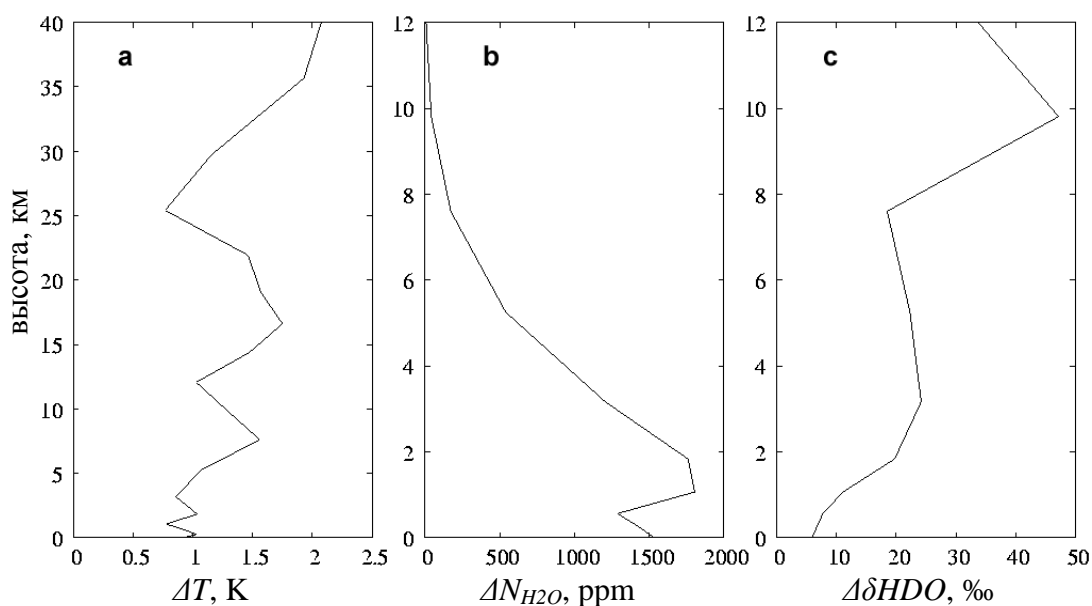


Рис. 3. Среднеквадратичные ошибки методики определения вертикальных профилей температуры (а), концентрации водяного пара (b), относительного содержания дейтерия (с), полученные по схеме замкнутых модельных экспериментов.

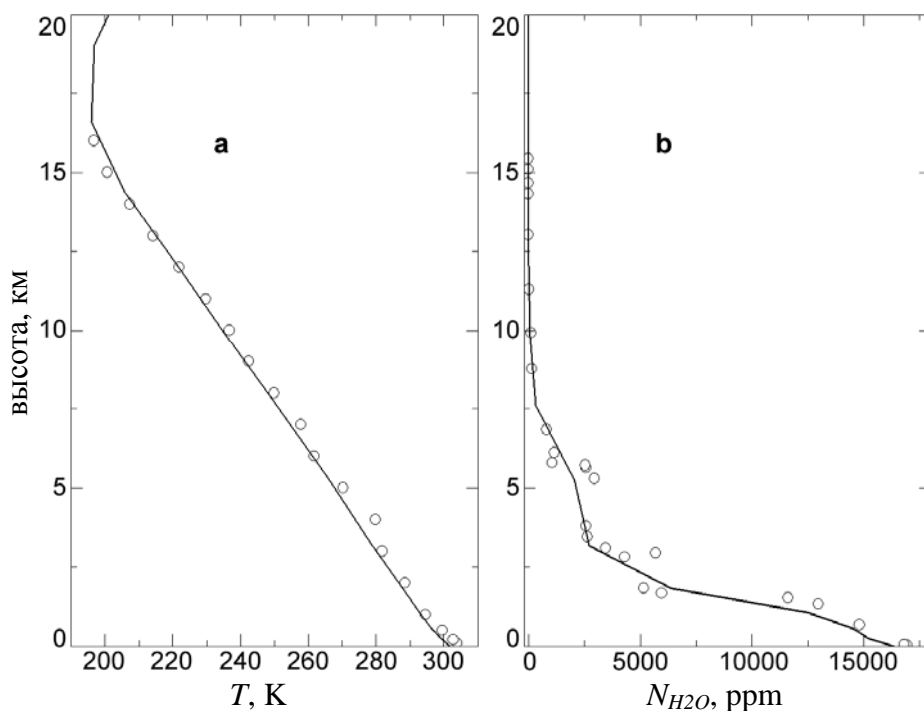


Рис. 4. Сравнение вертикальных профилей температуры (а) и концентрации водяного пара (b), полученных из спектра IMG/ADEOS (сплошная линия) в районе 20.46 Ю.Ш., 154.58 З.Д., 28.01.1997, 21:14 UTC и измеренного радиозондом (кружки) в районе 19.72 Ю.Ш., 155.07 З.Д., 29.01.1997, 00:00 UTC.

Приведенные сравнения полученных данных с зондовыми измерениями свидетельствует в пользу достоверности предложенного в работе метода определения профилей температуры и влажности из тепловых спектров атмосферы регистрируемых спутниковыми сенсорами типа IMG.

В виду отсутствия прямых экспериментальных данных по измерениям профилей δHDO над океаном, в работе сравнение полученных результатов по вертикальным профилям δHDO проводилось с результатами модели общей циркуляции атмосферы (рис. 2) и проверке в замкнутых экспериментах (рис. 3). В то же время, в настоящей работе проводится сравнение с экспериментальными данными других авторов [14] по широтному распределению относительного содержания дейтерия в целом по атмосферному столбу δHDO^* .

В работе [14] исследуется возможность определения изотопомера HDO из данных сенсора TES (Tropospheric Emission Spectrometer) со спутника AURA. Авторами [14] была обработана выборка ~1100 спектров TES, измеренных в надир с целью определения вертикальных профилей δHDO , данные, полученные по широтному распределению δHDO^* , показаны на рис. 5.

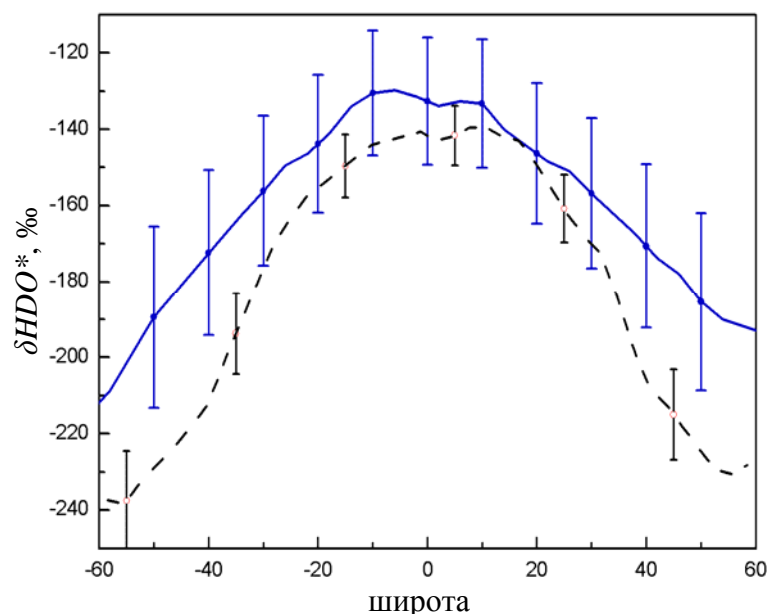


Рис. 5. Сравнение широтных распределений δHDO^* над тихоокеанским регионом. Показаны: данные, полученные из спектров IMG (1996–1997 г.г.) в настоящей работе (сплошная линия); данные, полученные из анализа спектров TES (2004–2005 г.г.) в работе [14] (пунктирная линия).

изойти усиление мощности гидрологического цикла планеты, что приводит к сдвигу широтного распределения δHDO^* в сторону меньших значений, (ввиду увеличения числа актов фазовых превращений воды в атмосфере), что и наблюдается на рис. 5.

В настоящей работе также была предложена методика определения вертикального профиля относительного содержания HDO из спектров пропускания атмосферы. Апробация производилась на данных спектрометра FTIR, установленного на Аляске (65.11 С.Ш., 147.42 З.Д.). Рабочий спектральный диапазон данного прибора $750\text{--}4300\text{ см}^{-1}$, спектральное разрешение $\sim 0.002\text{ см}^{-1}$. Для обработки были доступны пять измерений (26.05.2000, 20.05.2001, 07.03.2002, 15.04.2003, 01.03.2004), каждое включало: спектр функции пропускания атмосферы в интервале $1204.5\text{--}1207.5\text{ см}^{-1}$ и сопутствующие параметры атмосферы (син-

Приведенные зависимости качественно проявляют схожие характерные черты широтного распределения δHDO^* : спад от экватора к полюсам и наличие «ямки» вблизи экватора (что связано со смещением термического экватора планеты относительно географического).

Отличие кривых на рисунке 5, возможно связано с тем, что они получены из спутниковых спектров, измеренных в разное время. Сплошная линия — по данным за 1996–1997 г.г., пунктирная — по данным за 2004–2005 г.г. В течение этого времени могло измениться фоновое состояние атмосферы, которое вносит погрешность в результаты. Так же могло произойти усиление мощности гидрологического цикла планеты, что приводит к сдвигу широтного распределения δHDO^* в сторону меньших значений, (ввиду увеличения числа актов фазовых превращений воды в атмосфере), что и наблюдается на рис. 5.

хронизованные по времени радиозондовые измерения профилей давления, температуры, концентрации водяного пара, а также данные стандартной атмосферной модели для остальных газов).

На начальном этапе из спектров пропускания извлекалась оптическая толщина атмосферы, обусловленная поглощением молекулами HDO. Для этого использовался метод спектроскопии дифференциального поглощения [15] с выбором канала сравнения в крыле линии:

$$P_\nu = \exp(-\tau_\nu^{HDO} - \tau_\nu^0), \quad P_\nu / P_{\nu^*} = \exp(-\tau_\nu^{HDO} + \tau_{\nu^*}^{HDO}), \quad (11)$$

$$\Delta \tau_\nu^{HDO} = \ln(P_{\nu^*} / P_\nu).$$

где P_ν , P_{ν^*} – значения измеренного спектра функции пропускания в произвольном канале ν и в канале сравнения ν^* ; τ_ν^{HDO} – оптическая толщина атмосферы в линиях HDO; τ_ν^0 – оптическая толщина, обусловленная поглощением остальных газов совместно с континуальным поглощением водяного пара и аэрозольным ослаблением излучения.

С другой стороны, пользуясь моделью расчета «line-by-line» для оптической толщины можно записать:

$$\tau_\nu^{HDO} = \int_0^H N_{HDO} \left(\sum_j S_j \Phi_j(\nu_j - \nu, T, P) \right) \sec(\theta) dh, \quad (12)$$

где P , T , N_{HDO} – вертикальные профили давления, температуры и концентрация молекул HDO; ν_j , S_j , Φ_j , – центр, интенсивность и контур j -ой линии HDO; θ – локальный зенитный угол наблюдения.

Оптическая толщина атмосферы достаточно чувствительна к вариациям HDO на высотах до 10 км (рис. 6), что позволяет ставить задачу об определении вертикального профиля δHDO . Эта задача решалась в координатах ГК. Для построения базиса ГК использовались профили δHDO из набора данных модели общей циркуляции NASA GISS ModelE, отобранные для области Аляски и отдельно для каждого измерения по времени (учитывался месяц проведения измерения). Такие выборки насчитывали ~2000 модельных состояний. Для перехода к ГК использовались преобразования (8), при этом вектор искоемых параметров состоял только

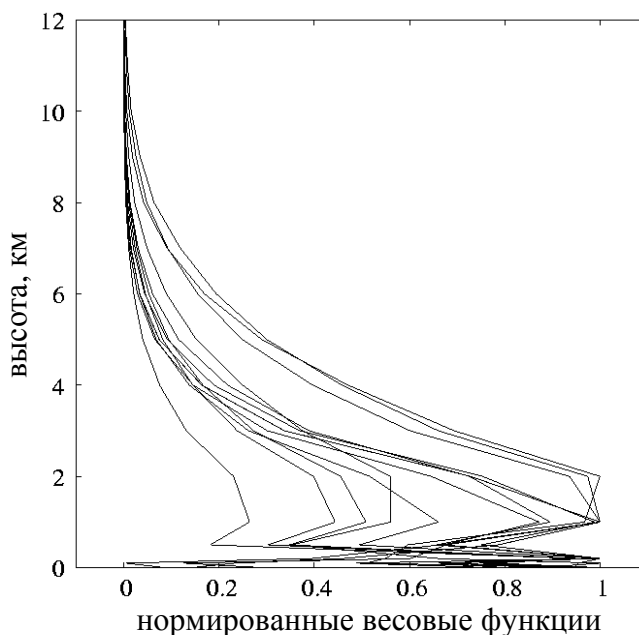


Рис. 6. Набор прореженных нормированных весовых функций оптической толщи атмосферы по вариациям δHDO на различных высотах в интервале $1204.5\text{--}1207.5\text{ см}^{-1}$.

из профиля δHDO . Ввиду большой размерности спектра FTIR в интервале $1204.5\text{--}1207.5\text{ см}^{-1}$ (~1500 точек), для измеренных спектров пропускания использовалась методика сжатия спектральной информации [11].

Оптическая толщина атмосферы (12) линейно зависит от концентрации молекул изотопомера НДО (в случае пренебрежения внутренней зависимостью контура спектральной линии Φ_j от N_{HDO}), поэтому для решения обратной задачи совместно применялись МГК (для уменьшения размерности задачи) и метод линейной регрессии на главные компоненты (РГК) [16]. Алгоритм определения профиля δHDO из одного измеренного спектра FTIR был следующий:

1) Из набора модельных состояний произвольным образом отбираются профили δHDO (~200), при этом величина δHDO^* пробегает ряд значений от -550 до -50‰. Набор профилей переводится в координаты базиса ГК ($C_{\delta HDO}$).

2) Для каждого профиля проводится расчёт спектра пропускания атмосферы в интервале 1204.5–1207.5 см⁻¹ (остальные параметры атмосферы соответствуют априорным данным к обрабатываемому спектру). Модельный набор спектров, дополненный шумом спектрометра и измеренный спектр приводятся к величинам оптической толщины. Затем они переводятся в координаты базиса ГК (C_R – набор ГК модельных спектров, c_R – ГК измеренного спектра).

3) Между координатами ГК рассчитанных спектров и профилей строится линейная регрессия, исходя из которой определяются ГК искомого профиля $c_{\delta HDO}$. Матрица регрессии B определяется из совокупности выбранных профилей и расчетных спектров:

$$c_{\delta HDO} = Bc_R, \quad B^T = (C_R^T C_R)^{-1} C_R^T C_{\delta HDO}, \quad (13)$$

По разработанной методике были обработаны пять доступных измеренных спектров FTIR, получены профили δHDO (рис. 7, слева).

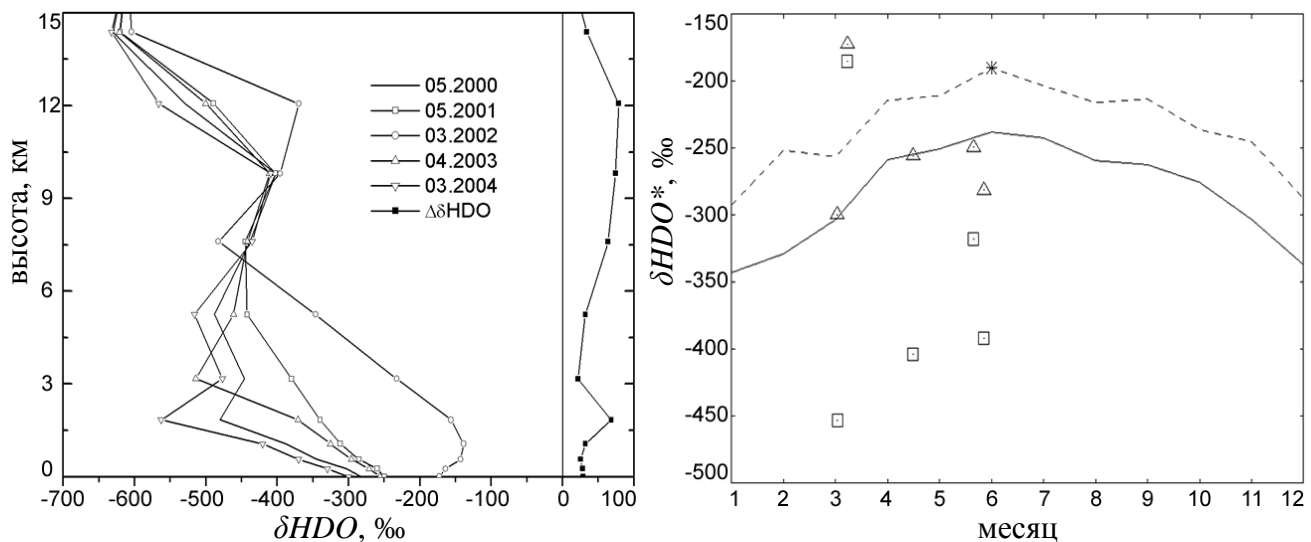


Рис. 7. Слева: Восстановленные профили δHDO для пяти измеренных спектров FTIR и средне-квадратичная ошибка восстановления, полученная в замкнутых модельных экспериментах. Справа: Ход временного изменения величин δHDO в приземном слое и δHDO^* (линии пунктирная и сплошная – данные модели NASA GISS ModelE, треугольники и квадраты – значения, полученные из спектров FTIR). Звездой отмечена точка среднегодового значения для величины δHDO в приземном слое по данным модели ECHAM4 [5] для 65° С.Ш.

Оценка погрешности метода проводилась по методике, аналогичной использованной при обработке спектров IMG, с той разницей, что профили давле-

ния, температуры и концентрации водяного пара считались известными из синхронизированных по времени зондовых измерений.

Для определения величины относительного содержания дейтерия в атмосферном столбе не использовалось выражение (10), а было построено отдельное регрессионное соотношение между δHDO^* и первой ГК измеренного спектра FTIR. Такой подход привел к тому, что погрешность определения δHDO^* из спектров FTIR, оцененная из замкнутых модельных экспериментов составила всего $\sim 7\%$.

На рис. 7 показаны величины δHDO^* , полученные из обработки имеющихся измерений FTIR и годовой ход δHDO^* , построенный из данных модели NASA GISS ModelE, отобранных для региона Аляски. Так же представлены величины относительного содержания дейтерия в приземном слое (на уровне ~ 1000 гПа). Наблюдаемые систематические отклонения (рис. 7, справа), скорее всего, связаны с неточностью значений коэффициентов уширения линий HDO для спектрального интервала $1205\text{--}1207\text{ см}^{-1}$ имеющихся в базе данных HITRAN. Аналогичный результат был получен авторами работы [17]. Это обстоятельство не позволяет пользоваться полученными абсолютными значениями для величины δHDO^* . А именно, не удаётся сравнить результаты по δHDO^* , полученные из спектров пропускания FTIR (рис. 7) и из эмиссионных спектров IMG, измеренных на широтах выше 65° (рис. 2, 5). Среднее значение δHDO^* , полученное из пяти доступных спектров FTIR составляет -350% . В то же время, значения δHDO^* , полученные из спектров IMG в этих широтах составляют примерно -220% .

В третьей главе рассматривается задача определения содержания метана в атмосфере из ИК спектров, измеряемых спутниковым сенсором AIRS. В качестве района исследования выбрана территория болот Западной Сибири. Для решения обратной задачи применялся метод наименьших квадратов с ограничениями и методика на основе нейронной сети. Приведены результаты по сезонному содержанию метана над исследуемой областью в период 2004–2006 г.г. Сделана оценка вклада данной болотной экосистемы в атмосферный метан и оценка локального теплового эффекта болот Западной Сибири, обусловленного эмиссией метана из болот в летний период.

Объектом исследования в данной работе был обширный регион болотной экосистемы Западной Сибири ($60\text{--}67$ С.Ш., $60\text{--}90$ В.Д.), с расположенными в этом районе объектами нефтегазового комплекса. Основная задача исследования – оценка сезонных вариаций содержания метана в атмосфере данного региона. Единственным действующим в 2004–2006 г.г. сенсором достаточно высокого спектрального разрешения, производящим глобальное сканирование всего земного шара (в том числе исследуемого района) два раза в сутки, являлся сенсор AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), установленный на спутнике AQUA. Этот прибор представляет собой дифракционный спектрометр, измеряющий спектральную плотность яркости уходящего излучения Земли в диапазоне длин волн $3.7\text{--}15.4$ мкм ($650\text{--}2700\text{ см}^{-1}$) с разрешением $\sim 0.5\text{ см}^{-1}$. Измерения AIRS разбиты на гранулы (отдельные файлы) каждая из которых содержит 6 минут измерений или 12150 спектров (135 поперечных движению спутника линий сканирования * 90

спектров в каждой линии). При этом угол поперечного сканирования меняется в пределах $\pm 49.5^\circ$, а пространственное разрешение одного снимка на поверхности земли составляет 13.5 км для надира и 41×22.4 км для максимальных углов сканирования.

За одни сутки AIRS записывает несколько гранул данных, полученных над одним и тем же местом. Все данные доступны через сеть Интернет (http://daac.gsfc.nasa.gov/AIRS/data_access.shtml). Размер одной гранулы данных (содержащей 12150 измеренных спектров) варьируется от 53 до 126 Мб (в зависимости от степени сжатия), сезонная выборка спектров для исследуемого района занимает ~100 Гб. В связи с невозможностью получения такого объема данных через Интернет, выборка гранул значительно сокращалась – скачивались данные только тех дней, в которые наблюдалось отсутствие или частичная облачность над исследуемым районом. Скрининг облачности проводился по данным сенсора MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

Для определения концентрации метана в атмосфере из отобранных безоблачных спектров AIRS первоначально использовался метод минимизации целевой функции (6) с ограничениями, разработанный и апробированный на спектрах IMG ранее [18]. При этом использовался интервал $1298\text{--}1308\text{ см}^{-1}$, поскольку в этом интервале вариации водяного пара практически до 300% около среднего значения пренебрежимо мало изменяют спектр яркости излучения. Суть методики – это подгонка измеренного и модельного спектров при минимизации целевой функции вида (6). На искомое решение накладываются ограничения:

$$ax_i^{ref} \leq x_i \leq bx_i^{ref}, \quad (14)$$

где x_i и x_i^{ref} – варьируемый и опорный атмосферный параметр на i -ой высоте, а параметры a , b удовлетворяют условиям $0 < a < 1$ и $b > 1$. Для минимизации (6) использовался алгоритм Флетчера-Ривза, модифицированный для ограничений (14). Использовались значения $a=0.9$ и $b=1.76$, при модельной концентрации метана у поверхности 1.7 ppm, допустимый интервал вариации концентрации составлял 1.53–3.0 ppm, что согласуется с самолетными измерениями [19].

Алгоритм обработки одного измеренного спектра AIRS состоял из следующих шагов:

1) Оценка вертикального профиля температуры производится итерационным методом оптимального статистического оценивания [20]. Использовались несколько неперекрывающихся спектральных интервалов из диапазона полосы поглощения CO_2 $680\text{--}830\text{ см}^{-1}$ с достаточной плотностью весовых функций от поверхности до стратосферы. Состояние атмосферы (профили давления, всех газов кроме H_2O и CH_4), используемое при расчете спектров дополнялось из стандартной модели атмосферы для средних широт (лета или зимы). Излучательная способность поверхности соответствовала модели леса. Ковариационные матрицы вертикальных профилей температуры строились для разных сезонов из данных зондовых измерений ближайших метеостанций: Печора (65.12 С.Ш., 57.10 В.Д.), Салехард (66.53 С.Ш., 66.67 В.Д.), Ханты-Мансийск (61.02 С.Ш., 69.03 В.Д.), Туруханск (65.78 С.Ш., 87.93 В.Д.), доступных с сайта британского центра атмосферных данных BADC (<http://badc.nerc.ac.uk>).

2) Для вертикального профиля водяного пара использовался средний за месяц (соответствующий времени измерения обрабатываемого спектра) профиль радиозондовых измерений.

3) Определение вертикального профиля метана методом наименьших квадратов с ограничениями на возможные вариации метана. Расчет содержания метана в атмосферном столбе, исходя из полученных вертикальных профилей метана и температуры:

$$totalCH_4 = 10^6 N_A^{-1} \int_0^H \frac{p}{kT} N_{CH_4} dh, \quad (15)$$

где $totalCH_4$ – полное содержание метана в атмосферном столбе (моль/м²); N_A – число Авогадро; N_{CH_4} – концентрация метана (ppm); p , T – вертикальные профили давления и температуры.

Анализ ошибок описанного алгоритма был выполнен по схеме замкнутых модельных экспериментов. Установлено, что относительная точность предложенной схемы определения содержания метана в атмосферном столбе из спектров AIRS составляет около 2.5%.

Производительность описанного метода оказалась недостаточной для обработки всего объема данных AIRS, поэтому для восстановления полного содержания метана в работе была использована однонаправленная нейронная сеть. После обучения, сеть была протестирована на контрольном наборе, ошибка восстановления составила 0.014 моль/м². В сравнительном эксперименте по восстановлению полного содержания метана методом минимизации с ограничениями и нейронной сетью из измеренных спектров AIRS расхождение результатов не превысило погрешностей восстановления обоими методами.

Начиная с весны 2004 г. производился сбор спектров AIRS, измеренных в условиях безоблачного неба над исследуемым районом Западной Сибири. Также собирались доступные зондовые измерения профилей температуры и концентрации водяного пара, измеренные на ближайших метеостанциях. С помощью описанных методик все данные обрабатывались с целью получения карт содержания метана над исследуемым районом. Пример карты полного содержания метана в атмосферном столбе, полученной из одного безоблачного снимка AIRS в мае 2004 г., показан на рисунке 8 (слева).

Карты среднесезонного содержания метана строились путем усреднения значений $totalCH_4$, восстановленных по выборке безоблачных спектров AIRS за сезон. Было установлено, что неравномерное распределение содержания метана в зимний период 2004–2005 г.г. (рис. 8, справа) обусловлено находящимися в исследуемой области антропогенными источниками значительной эмиссии метана (объекты нефтегазового комплекса: компрессоры газопроводов и факелы нефтепроводов).

Для построения хода сезонных вариаций содержания метана в атмосфере над районом болот Западной Сибири (рис. 9, слева) использовались полученные сезонные карты $totalCH_4$, усредненные по площади. Содержание метана для весны 2004 г. совпадает в пределах погрешности со значением, полученным в работе [21] из обработки спектров сенсора IMG в апреле 1997 г. Оценка вклада природ-

ной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере (рис. 9, справа) определялась как разница среднесезонных распределений содержания метана в атмосфере за лето 2005 г. и зиму 2004–2005 г.г.

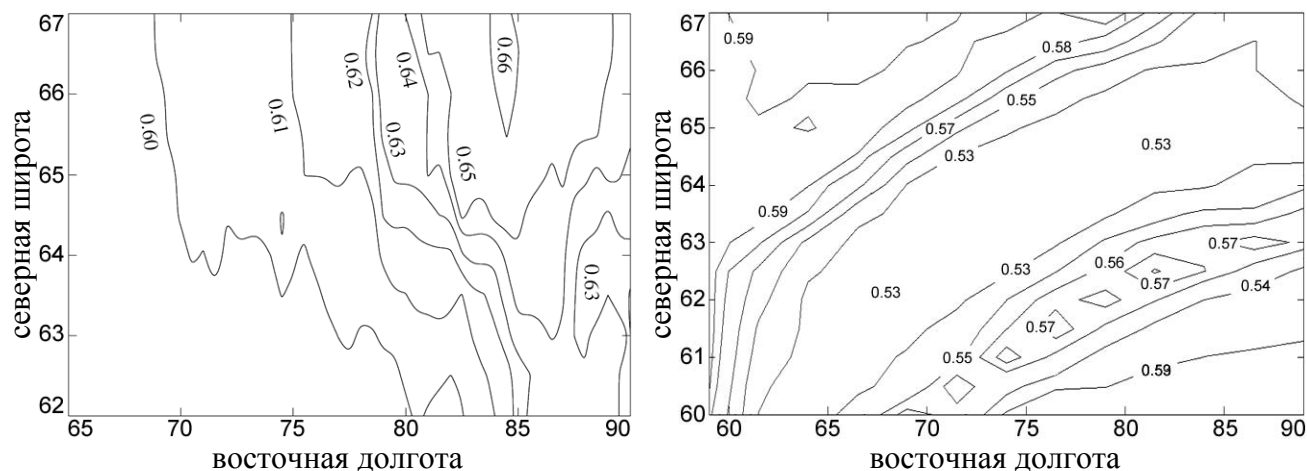


Рис. 8. Слева: карта содержания метана [моль/м³] в атмосфере над районом Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.), полученная из одного снимка AIRS в мае 2004 г. Справа: карта сезонного содержания метана в атмосферном столбе [моль/м³] над районом Западной Сибири, полученная из данных AIRS для зимы 2004–2005 г.г.

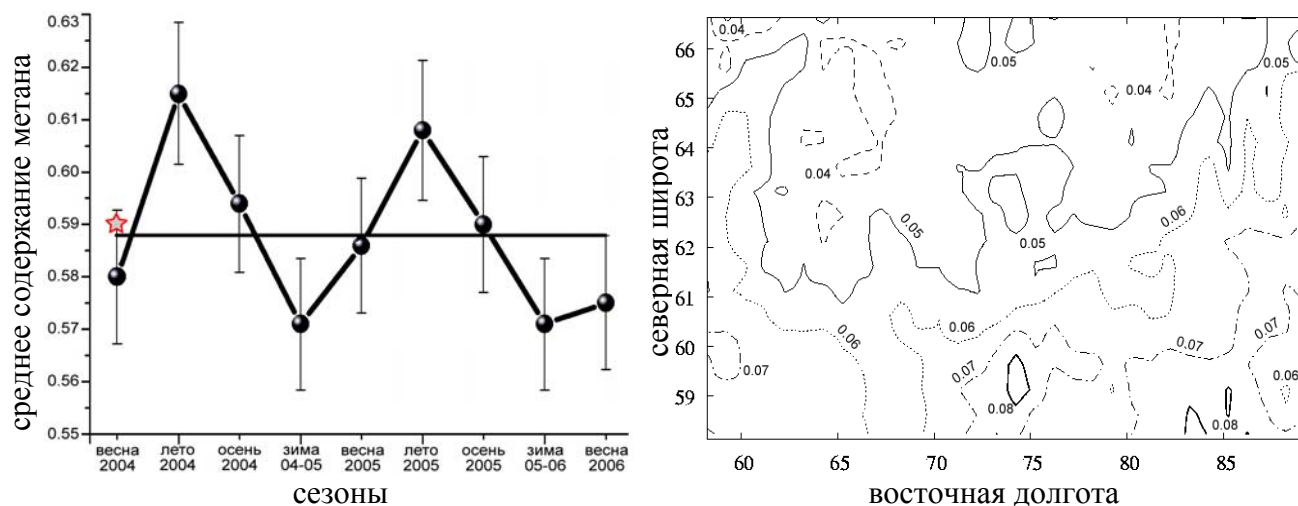


Рис. 9. Слева: сезонный ход содержания метана, усреднённого по району Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.), полученный из обработки серии спектров AIRS/AQUA за 2004–2006 г.г. Прямая линия – среднее по всем значениям; звезда – значение содержания метана, полученное над исследуемой областью в апреле 1997 г. из обработки спектров IMG/ADEOS в работе [21]. Справа: Горизонтальное распределение вклада природной эмиссии метана из болотной экосистемы Западной Сибири, определенного как разница среднесезонных распределений содержания метана в атмосфере (моль/м³) за лето 2005 г. и зиму 2005–2006 г.г.

Для оценки дополнительного теплового эффекта, вызванного эмиссией метана из болотной экосистемы в летний период с помощью ПО FIRE-ARMS были рассчитаны потоки теплового излучения вниз (4) с учётом и без учёта дополнительной концентрации метана, их разница составила 0.07 Вт/м². Суммарный эффект по всей площади болот Западной Сибири составил ~125 ГВт.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

1) Разработана методика определения вертикального профиля относительного содержания НДО в атмосфере из спектров уходящего теплового излучения Земли высокого разрешения ($\sim 0.1 \text{ см}^{-1}$), основанная на методе главных компонент.

2) Получено широтное распределение вертикальных профилей отношения НДО/ H_2O в атмосфере над океаном из спектров сенсора IMG/ADEOS. Вариации относительного содержания НДО в атмосферном столбе лежат в интервале от -120‰ вблизи экватора до -220‰ на высоких широтах около 60 градусов. Точность метода, оцененная по схеме замкнутых модельных экспериментов, составила $\sim 20\%$.

3) Идентифицированы сигналы НДО в ИК спектрах пропускания атмосферы высокого разрешения ($\sim 0.002 \text{ см}^{-1}$). Разработана и апробирована методика определения вертикального профиля отношения НДО/ H_2O из спектров, измеряемых Фурье спектрометрами наземного базирования, основанная на методе регрессии главных компонент.

4) Реализовано два подхода для определения полного содержания метана в атмосферном столбе из спектров уходящего теплового излучения Земли высокого разрешения ($\sim 0.5 \text{ см}^{-1}$). Первый основан на методе наименьших квадратов с ограничениями, во втором используется нейронная сеть. Относительная ошибка определения полного содержания метана в атмосферном столбе по обоим методикам составила $\sim 2.5\%$.

5) Получены карты сезонного содержания метана в атмосфере над районом Западной Сибири (60–67 С.Ш., 60–90 В.Д.) в период 2004–2006 г.г. из спектров сенсора AIRS/AQUA. Средне-сезонные значения меняются от 0.57 моль/м^2 в зимний период до 0.62 моль/м^2 в летний период. Вклад природной эмиссии метана из болот в общее содержание метана в атмосфере над исследуемым районом в летний период составил $\sim 0.05 \text{ моль/м}^2$. Дополнительный тепловой эффект, рассчитанный с помощью ПО FIRE-ARMS, составил $\sim 125 \text{ ГВт}$.

ЦИТИРУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев, К.Я. Природные и антропогенные изменения климата / К.Я. Кондратьев. – Л.: Наука, 1986. – 56 с.
2. Углекислый газ в атмосфере / пер. с англ. под ред. В. Баха, А. Крейна, А.Берже, А.Лонгетто. – М.: Мир, 1987. – 534 с.
3. Schmidt, G.A. Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data / G.A. Schmidt et al // J. Climate. – 2006. – №19. – P. 153–192. – doi:10.1175/JCLI3612.1.
4. Hoffmann, G. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years / G. Hoffmann, M. Werner, M. Heimann // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103. – №16. – P. 871–896.
5. Тимофеев, Ю.М. Спутниковые методы исследования газового состава атмосферы (обзор) / Ю.М. Тимофеев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1989. – Т. 26. – №5. – С. 451–472.

6. Грибанов, К.Г. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы / К.Г. Грибанов, В.И. Захаров, С.А. Ташкун // Оптика атмосферы и океана. – 1999. – Т. 12. – №4. – С. 372–378.
7. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана / Г.И. Марчук [и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 544 с.
8. Тимофеев, Ю.М. Теоретические основы атмосферной оптики / Ю.М. Тимофеев, А.В. Васильев. – С-Петербург: Наука, 2003. – 474 с.
9. Яговкина, С.В. Оценки потоков метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной модели переноса / С.В. Яговкина, И.Л. Кароль, В.А. Зубов, В.Е. Лагун, А.И. Решетников, Е.В. Розанов // Метеорология и гидрология. – 2003. – №4. – С. 49–62.
10. Васин, В.В. Некорректные задачи с априорной информацией / В.В. Васин, А.Л. Агеев. – Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. – 262 с.
11. Успенский, А.Б. Применение метода главных компонент для анализа ИК - спектров высокого разрешения, измеренных со спутников / А.Б. Успенский, С.В. Романов, А.Н. Троценко // Исследования Земли из космоса. – 2003. – №3. – С. 26–33.
12. Rothman, L.S. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database / L.S. Rothman et al // JQSRT. – 2005. – V. 96. – P. 139–204.
13. Mlawer, E.J. Revised perspective on the water vapor continuum: The MT_CKD model / E.J. Mlawer, D.C. Tobin, S.A. Clough // Atmos. and Environ. Res. – 2004.
14. Worden, J.R. TES observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: retrieval approach and characterization / J.R. Worden, K. Bowman, D. Noone and TES Team Members // J. Geophys. Res. – 2006. – 111(D16). – D16309. – 10.1029/2005JD006606.
15. Зуев, В.Е. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы / В.Е. Зуев, В.В. Зуев. – С-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. – 275 с.
16. Рао, С.Р. Линейные статистические методы и их применения / С.Р. Рао – М.: Наука, 1968. – 548 с.
17. Schneider, M. Ground-based remote sensing of HDO/H₂O ratio profiles: introduction and validation of an innovative retrieval approach / M. Schneider, F. Hase, T. Blumenstock // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2006. – V. 6. – P. 5269–5327.
18. Грибанов, К.Г. Разработка методов определения атмосферных параметров по результатам измерения теплового излучения Земли с высоким спектральным разрешением: дис. канд. физ.-мат. наук: 01.04.14: защищена 8.01.2001: утв. 12.23.2002 / Грибанов К.Г. – Заречный, 2001. – 103 с.
19. Nakazawa, T. Aircraft measurements of the concentrations of CO₂, CH₄, N₂O, and CO and the carbon and oxygen isotopic ratios of CO₂ in the troposphere over Russia / T. Nakazawa, S. Sugawara, G. Inoue, T. Machida, S. Maksyutov, H. Mukai // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102. – №D3. – P. 3843–3859.
20. Rogers, C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice / C.D. Rogers. – World Scientific, 2000. – 206 p.
21. Clerbaux, C. Trace gas measurements from infrared satellite for chemistry and climate applications / C. Clerbaux, J. Hadji-Lazaro, S. Turquety, G. Megie, P.F. Coheur // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2003. – V. 3. – P. 2027–2058.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Грибанов, К.Г. Восстановление профилей температуры и влажности по ИК спектрам Земли на основе сингулярного разложения ковариационных матриц / К.Г. Грибанов, В.И. Захаров, А.Ю. Топтыгин // Оптика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 16. – №07. – С. 576–581.
2. Топтыгин, А.Ю. Широтные вариации вертикальных профилей и полного содержания Н₂O/H₂O в атмосфере над океаном, полученные из данных IMG/ADEOS / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов, Р. Имасу, Г. Шмидт, В.И. Захаров // Оптика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 19. – №10. – С. 875–879.
3. Топтыгин, А.Ю. Определение вертикального профиля Н₂O/H₂O из спектров пропускания атмосферы высокого разрешения / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров, Я. Касай, А. Кагава, Я. Мураяма, Р. Имасу, Г.А. Шмидт, Г. Хоффманн, Ж. Жузель // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – №2.
4. Топтыгин, А.Ю. Восстановление параметров атмосферы по данным орбитальных Фурье спектрометров / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов // Тез. докл. IX всероссийской научной конференции студентов-физиков и молодых ученых. Красноярск, 23-29 марта 2003 г. – Красноярск: Изд-во Крас. ун-та, 2003. – Т. 2. – С. 767–769.
5. Топтыгин, А.Ю. Восстановление относительного содержания Н₂O в атмосферном столбе с помощью нейронной сети / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов // Тез. докл. X всероссийской научной конференции студентов-физиков и молодых ученых. Москва, 24-31 марта 2004 г. – Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 2004. – Т. 2. – С. 233–234.
6. Топтыгин, А.Ю. Определение полного содержания метана в атмосферном столбе с помощью нейронной сети по данным сенсора AIRS/AQUA / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 22-27 июня 2004 г. – С-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2004. – С. 112.
7. Griбанov, K.G. Neural network retrieval of deuterium to hydrogen ratio in atmosphere from IMG/ADEOS spectra / K.G. Griбанov, R. Imasu, G.A. Schmidt, A.Yu. Toptygin, V.I. Zakharov // SPIE. – 2005. – V. 5655. – P. 515–521.
8. Toptygin, A.Yu. Seasonal methane content in atmosphere of the permafrost boundary zone in Western Siberia determined from IMG/ADEOS and AIRS/AQUA data / A.Yu. Toptygin, K.G. Griбанov, R. Imasu, W. Bleuten, V.I. Zakharov // SPIE. – 2005. – V. 5655. – P. 508–514.
9. Griбанov, K.G. Method and results of CH₄ content retrieval in the atmosphere from AIRS/AQUA spectra in thermal IR / K.G. Griбанov, R. Imasu, A.Yu. Toptygin, W. Bleuten, V.I. Zakharov // Abstracts of Atmospheric Spectroscopy Applications Workshop, ASA Reims 2005, France, September 6-8. – 2005. – P. 76.
10. Топтыгин, А.Ю. Восстановление параметров атмосферы по данным теплового излучения Земли / А.Ю. Топтыгин, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров // Тез. докл. VI молодежного семинара по проблемам физики конденсированного состояния вещества. Екатеринбург, 25-29 ноября 2005 г. – Екатеринбург: УИФ "Наука", 2005. – С. 55.

11. Грибанов, К.Г. Разработка элементов системы для мониторинга эмиссии метана в Западной Сибири по данным термического зондирования Земли из космоса с высоким спектральным разрешением / К.Г. Грибанов, В.И. Захаров, А.Ю. Топтыгин, В.Г. Крупкин, В.М. Шмелев, К.С. Алсынбаев, В.В. Голомолзин // сб. ст. под ред. И.Г. Ассовского, О.Д. Хайдена «Ракетные двигатели и проблемы освоения космического пространства». – М.: ТорусПресс. – 2005. – Т. 1. – С. 469–479.
12. Griбанov, K.G. Method and results of CH₄ content retrieval in the atmosphere from AIRS/AQUA spectra in thermal IR / K.G. Griбанov, R. Imasu, A.Yu. Toptygin, W. Bleuten, V.I. Zakharov // Proceedings of International ASA-2005 Workshop, Reims-France, September 6-8. – 2005. – P. 1–4.
13. Захаров, В.И. Сезонные вариации содержания метана в атмосфере западной Сибири по данным термического зондирования сенсором AIRS со спутника AQUA / В.И. Захаров, К.Г. Грибанов, А.Ю. Топтыгин, Р. Имасу, В. Блойтен, Е.А. Дюкарев // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 24-29 июня 2006 г. – С-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2006. – С. 83.
14. Захаров, В.И. Широтное распределение тяжелой воды в атмосфере, полученное из данных термического зондирования сенсором IMG/ADEOS / В.И. Захаров, К.Г. Грибанов, А.Ю. Топтыгин, Р. Имасу, Г. Шмидт // Тез. докл. международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация». С-Петербург, 24-29 июня 2006 г. – С-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2006. – С. 85.
15. Toptygin, A.Yu. Method and results of retrieval of HDO/H₂O in atmosphere from IMG/ADEOS and FTIR data / A.Yu. Toptygin, K.G. Griбанov, V.I. Zakharov, Y. Kasai, A. Kagawa, Y. Murayama, R. Imasu, G.A. Schmidt, G. Hoffmann, J. Jouzel // Abstracts of Reports of XV-th Symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy, HighRus-2006, July 18-21, Nizhny Novgorod – Kazan. – 2006. – P. 29.
16. Griбанov, K.G. Application of Multilayer Perceptron to High-Resolution Infrared Measurement Retrieval / K.G. Griбанov, A.Yu. Toptygin, V.I. Zakharov // Abstracts of Reports of XV-th Symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy, HighRus-2006, July 18-21, Nizhny Novgorod – Kazan. – 2006. – P. 80.
17. Griбанov, K.G. Application of Multilayer Perceptron to High-Resolution Infrared Measurement Retrieval / K.G. Griбанov, A.Yu. Toptygin, V.I. Zakharov // SPIE. – 2006. – V. 6580. – P. 72–77.
18. Toptygin, A.Yu. Method and results of retrieval of HDO/H₂O in atmosphere from IMG/ADEOS and FTIR data / A.Yu. Toptygin, K.G. Griбанov, V.I. Zakharov, Y. Kasai, A. Kagawa, Y. Murayama, R. Imasu, G.A. Schmidt, G. Hoffmann, J. Jouzel // SPIE. – 2006. – V. 6580. – P. 54–59.

Подписано в печать 05.03.2007 г. Формат 60×84 1/16
Бумага типографская. Усл. печ. л. 1. Тираж 100 экз.
Заказ № . Печать офсетная. 620083, Екатеринбург,
К-83, пр. Ленина, 51. Типолаборатория УрГУ.